

ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА КОРУНДОНОСНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ КАК ИНДИКАТОР НЕОБЫЧНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2014 г. С. В. Высоцкий*, ***, А. В. Игнатьев*, В. И. Левицкий**, В. П. Нечаев*,
Т. А. Веливецкая*, В. В. Яковенко*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022 Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159
e-mail: vysotskiy@fegi.ru

**Институт геохимии им. А.П. Виноградова ИГЦ СО РАН
664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1а

*** Дальневосточный федеральный университет
690950 Владивосток, ул. Суханова, 8

Поступила в редакцию 24.04.2012 г.
Принята к печати 25.01.2013 г.

Изучен изотопный состав кислорода и водорода минералов корундовых проявлений и вмещающих минерализацию пород северной Карелии. Установлено, что минералы корундоносных зон Хитоостровского и Варацкого проявлений характеризуются экстремально низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ (менее -26‰) и δD (менее -215‰), указывающими на участие в минералообразующем флюиде гляциальных вод и сохранение в них изотопных отношений кислорода и водорода протолита. Глиноземистые корундоносные плагиоклазиты были сформированы в результате высокобарного свекофенского (1.9–1.8 млрд лет) метаморфизма палеопротерозойских пород, метасоматизированных с участием метеорных вод в эпоху гуронского оледенения.

Ключевые слова: стабильные изотопы, кислород, водород, изотопное датирование, корунд, Хитоостров, Варацкое, Карелия.

DOI: 10.7868/S0016752514090106

ВВЕДЕНИЕ

Земные породы и минералы обычно обогащены изотопом ^{18}O относительно современной морской воды, т.е. имеют положительные значения $\delta^{18}\text{O}$. В большинстве силикатных пород значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют от $+4$ до $+15\text{‰}$ относительно SMOW [1]. Однако в разных местах мира существуют районы, где эта закономерность нарушается. Известен ряд геологических объектов с $\delta^{18}\text{O}$ SMOW аномально ниже типично магматогенных ($\leq 5\text{‰}$). Например, в Исландии изучены системы гидротермальных изменений (пропититизации) кайнозойских вулканитов (базальтов, гиадоклазитов, риолитов), в которых локальные аномалии с очень низкими $\delta^{18}\text{O}$ (до -13‰ в эпидоте) и δD (до -125‰ в эпидоте) в зонах разломов сочетаются с малыми по уровню (несколько промилле ниже мантийных) понижениями этих показателей в больших объемах (десятки куб. км) лав [2, 3, 4]. Локальные аномалии связываются с прямым воздействием метеорных вод, вовлеченных в гидро-

термальную циркуляцию до глубин не менее 2 км [2–4], а большеобъемные — с ассимиляцией магмами больших масс ранее гидротермально-измененных пород, в частности гиадоклазитов [3]. Характерно, что отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ обнаружены исключительно в чисто гидротермальных минералах и метасоматитах. Минералы же, кристаллизующиеся в магмах (оливин, плагиоклаз), показывают только незначительные понижения $\delta^{18}\text{O}$.

Аномально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ обнаружены и в более древних породах, таких как метаморфизованные меловые вулканиты Антарктиды и Новой Зеландии [5], триасовые метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений орогенного пояса Dabieshan-Sulu в центральном Китае [6, 7 и др.], кембрий-ордовикские метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений Кокчетавского массива [8], неопротерозойские метаморфические комплексы высоких давлений Беломорского орогена [9, 10 и др.]. Как правило, все аномалии локальны, их пло-

щадь не превышает десятков квадратных километров, за пределами которых кислород имеет нормальный изотопный состав в породах, однотипных аномальным. Во всех этих случаях изотопную аномалию связывают с влиянием метеорных вод.

Корундовые проявления северной Карелии стоят несколько особняком в ряду этих аномальных объектов, поскольку обладают как самыми низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (до -26‰ в гранате) и δD (до -216‰ в амфиболе), так и достаточно широкими их вариациями от проявления к проявлению [11–16]. Аномальная зона приурочена к контакту чупинской толщи с телами метагабброидов (друзитов, “гранатовых габбро”) и прослеживается в виде дискретных проявлений на протяжении нескольких сотен километров. Метаморфические комплексы относятся к полициклическим и полихронным образованиям обычно амфиболитовой, реже гранулитовой фации повышенных давлений. Возраст пород протолита оценивается почти в 3.0 млрд лет, а корундовых проявлений – в 1.9–1.8 млрд лет [15, 17, 18].

В последнее время были опубликованы результаты детальных исследований по трем проявлениям корунда, расположенным относительно недалеко друг от друга – Хитоостров, Варацкое и Дядина Гора [9–16, 19, 20]. Все исследователи сходятся во мнении, что экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в минералах корундовых пород свидетельствуют об участии в их генезисе метеорных вод, прошедших неоднократное изменение фазового состояния (жидкость–пар) в холодных климатических условиях. Было выдвинуто две конкурирующие модели образования корундоносных пород:

1. Корундоносные породы образовались по фрагментам древних кор выветривания, содержащих метеорный флюид, обогащенный легким изотопом кислорода, в результате высокоградного метаморфизма на рубеже 2750–2720 млн лет [13, 20].

2. Корундоносные породы были сформированы по метасоматизированным (гидротермально измененным, пропилитизированным) вулканогенным и осадочным палеопротерозойским породам, подвергшимся высокобарному свекофенскому (1.9–1.8 млрд лет) метаморфизму [11, 12, 15, 16].

Важно было исследовать соотношения легких изотопов в других корундоносных проявлениях Северной Карелии (Перуселька, Нигрозери, Нотозери и др.), чтобы определить границы распространения аномальной зоны. Кроме того, необходимо было сравнить соотношение изотопов кислорода и водорода в одинаковых минералах (например, дистене) из близких по составу пород корундоносных проявлений и вмещающей чупинской толщи, что также поможет ответить на вопрос о границах распространения аномальной зоны и возможных причинах ее образования. Результаты этих исследований приводятся в данной статье.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Измерение соотношений изотопов кислорода и водорода проводили в ДВГИ ДВО РАН. Кислород выделяли при нагревании образца с помощью инфракрасного лазера (10.6 мкм) в присутствии BrF_5 (~210 тор). Выделенный кислород очищали на двух криогенных ловушках с жидким азотом и на поглотителе с KBr , после чего анализировали на масс-спектрометре с двойной системой напуска МАТ-252. Методика протестирована на международном (NBS – 28) и внутреннем стандартах. Точность измерения для $\delta^{18}\text{O}$ составляла $\pm 0.2\text{‰}$.

Водород выделялся из ОН-содержащих минералов так же с использованием лазера, что позволило достигнуть воспроизводимости $\pm 2\text{‰}$ для проб массой от 1 до 5 мг. Содержание изотопов водорода измеряли в постоянном потоке гелия на масс-спектрометре МАТ-253. Разработанный метод [21] альтернативен классическому методу выделения водорода в вакууме.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ

Большинство изученных корундоносных проявлений расположено в Чупинском покрове (рис. 1), являющемся фрагментом Беломорского аллохтона [22]. Последний интерпретируется как результат коллизии между Карельским и Кольским геоблоками Балтийского щита. Считается, что породы Чупинского покрова сложены преимущественно супракрустальными образованиями – различными парагнейсами, сформированными по грауввакам [23]. В результате коллизии породы Беломорского аллохтона подверглись высокоградиентному метаморфизму в период 1.9–1.8 млрд лет, а затем были выведены ближе к поверхности Земли 1.75 млрд лет назад [17].

Полагают [24–26], что регионально все корундовые проявления структурно связаны с надвигами, а их состав зависит от места корундоносных проявлений в надвиговых покровах. Корундовая минерализация в них обычно приурочена к зоне контакта кислых (метаморфических или магматических) с основными породами и рассматривается как проявление процесса биметасоматоза с переработкой метасоматического замещения в магматическое с преобладанием пород, обогащенных основаниями – базификатов [27] и плагиоклазитов. Последние, часто по секущим интрузивным соотношениям с метаморфическими и метасоматическими ассоциациями могут быть отнесены к магматическим образованиям.

С другой стороны, существует точка зрения о приуроченности корундоносных пород к зонам сдвиговых деформаций, где они образуют линзообразные и пластообразные зональные тела [18, 28]. Их происхождение рассматривается как ре-

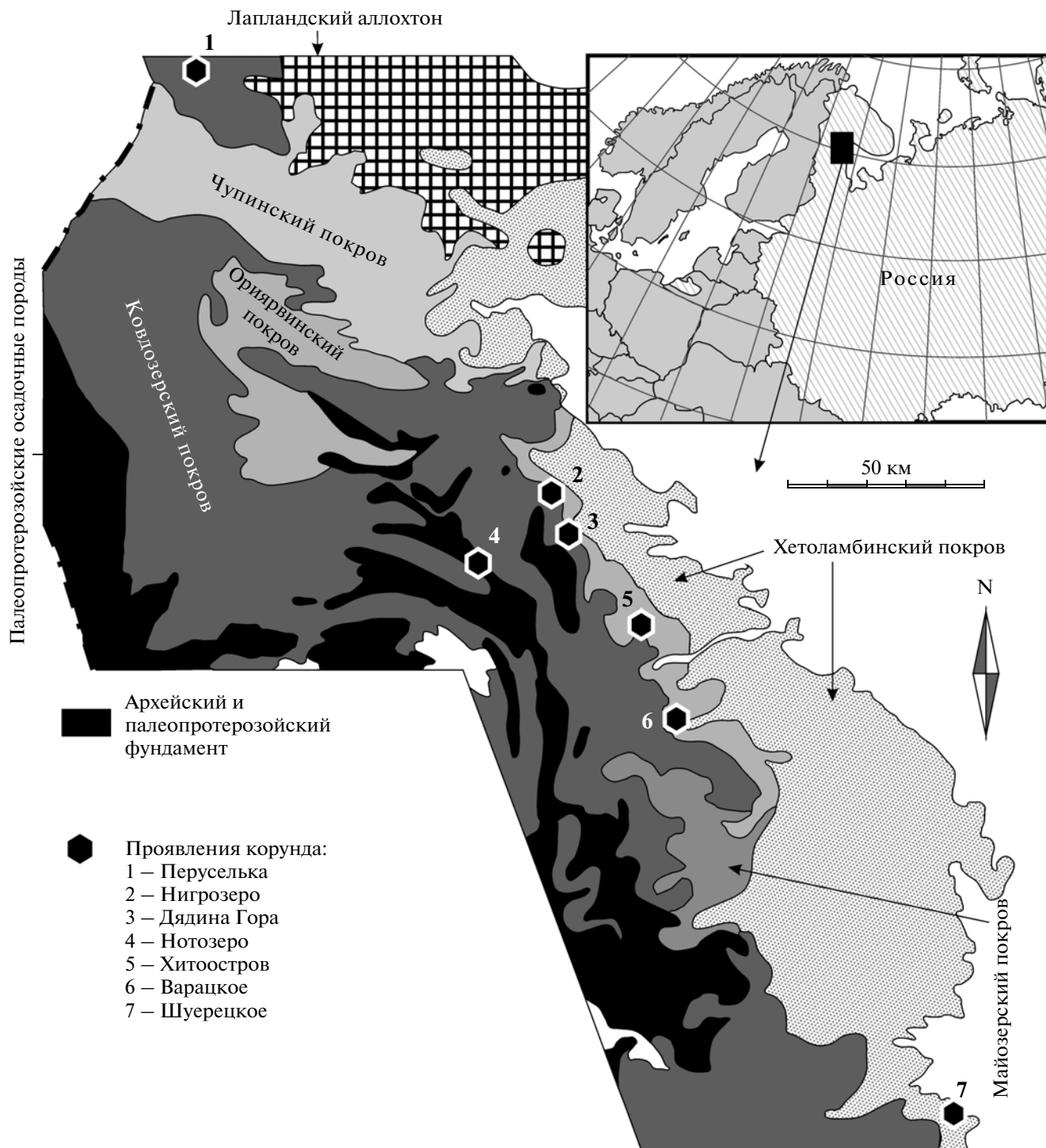


Рис. 1. Положение корундовых проявлений на геолого-тектонической схеме Беломорского подвижного пояса (по [22], с упрощением).

зультат высокотемпературного высокобарного щелочного метасоматоза.

Как правило, породы с корундом наблюдаются в виде отдельных тел, систем субпараллельных или ветвистых жил, обособлений, гнезд. Их мощность варьирует от 40–50 см до 5–10 м.

Поскольку корундовые проявления имеют сложное геологическое строение и генезис, существуют проблемы с установлением возраста их образования. Считается, что накопление осадочного протолита чупинских плагиогнейсов (метаграувакк) беломорского комплекса происходило в преде-

лах 2.82–2.86 млрд лет и длилось не более 40 млн лет, а его метаморфизм — $2855 \pm 5...2814 \pm 20$ млн лет [29]. Мигматизация и гранитизация в чупинской толще проявилась в интервале 2615 ± 15 [17]... 2691 ± 15 млн лет [30]. Возраст основных безкорневых метагабброидов (друзитов, “гранатовых” габбро по В.С. Степанову) в составе супракрустального Чупинского тектонического покрова Беломорской подвижной области составляет 2.43–2.46 млрд лет, хотя имеются более древние (2.69 млрд лет) и молодые (2.4–1.9 млрд лет) датировки гранатовых габбро [31]. Рубеж свекофенского периода тектоно-метаморфической переработки Беломорского подвижного пояса, связываемый с коллизией континент-континент составляет 1.95–1.85 млрд лет [29].

Датирование K/Ar методом образцов корундоносных пород по сосуществующим минералам дало согласованные результаты в интервале $1811 \pm 45...1824 \pm 45$ млн лет для Варацкого и $1814 \pm 63...1895 \pm 47$ млн лет для Хитоостровского проявлений [12]. Учитывая чрезвычайную подвижность аргона, приведенные датировки фиксируют верхнюю возрастную границу образования собственно корундоносных пород этих двух проявлений.

Ранее для Хитоостровского проявления были получены датировки трех генераций циркона Th-U-Pb SHRIMP методом: для ядерных частей зерен - конкордатное значение 2857 ± 30 млн лет; для промежуточной каймы — по верхнему пересечению дискордии — 2692 ± 68 млн лет; для внешних каемок — 1894 ± 17 млн лет [18]. Затем И. Биндеман с соавторами [15, 16] так же провел датирование цирконов из корундоносных пород Хитоостровского проявления и увязал их с соотношением изотопов кислорода: в цирконах с древними (2.75–2.45 млрд лет) возрастами $\delta^{18}\text{O}$ варьирует в интервале $+4\text{‰}...+8\text{‰}$, а в более молодых цирконах (1.9–1.8 млрд лет) $\delta^{18}\text{O}$ колеблется в интервале $-23\text{‰}...-27\text{‰}$. Однако Д.П. Крылов с соавторами [20] считают, что наиболее интенсивные процессы флюидной переработки происходили все же в период 2747 ± 6 млн лет назад, а события периода 1.9–1.8 млрд лет назад большого значения не имеют.

Эти данные отражают сложный полициклический механизм образования цирконов, а возраст, полученный для внешних кайм, подтверждает доминирующие на сегодняшний день представления о свекофенском периоде генезиса проявлений корунда. Отсюда же следует, что процесс образования аномалии происходил в какой-то момент в промежутке между 2.45 и 1.8 млрд лет назад.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Были проведены исследования образцов из семи корундовых проявлений и нескольких образцов вмещающих гнейсов чупинской толщи и метамагматических (эклогитов, амфиболитов и гранатовых амфиболитов) пород. По возможности анализировались несколько сосуществующих минералов из одного образца. Полученные данные позволяют выделить среди опробованных проявлений объекты, в разной степени деплетированные тяжелым изотопом кислорода.

1. Корундовые проявления, аномально обедненные тяжелыми изотопами кислорода и водорода (Варацкое и Хитоостров). $\delta^{18}\text{O}$ здесь достигает -26.4‰ , а δD -216‰ относительно SMOW (табл. 1).

2. Корундовые проявления, относительно обедненные тяжелыми изотопами кислорода и водорода (Нигрозери и Нотозери). $\delta^{18}\text{O}$ не опускается ниже -7.3‰ , а в основном колеблется в интервале $-1...-2\text{‰}$. (табл. 2)

3. Корундовые проявления (Дядина Гора, Перуселька) с низкими, но не переходящими в отрицательную область $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 3).

К последним тяготеют апогаббровые гранатовые амфиболиты Шуерецкого месторождения граната и апобазальтовые эклогитоподобные гранат-пироксеновые породы лапландского гранулитового пояса Туадаш тундр — г. Муткаселька, так же обладающие низкими, но не переходящими в отрицательную область $\delta^{18}\text{O}$.

На рис. 2 хорошо видно, что проявления Дядина Гора и Перуселька тяготеют к корундовым проявлениям, образовавшимся в ультраосновных породах и сиенитах. $\delta^{18}\text{O}$ в минералах этой группы колеблется в интервале $+0.4...+5\text{‰}$, перекрываясь с минимальными значениями в минералах чупинской толщи (табл.3). Подобные значения $\delta^{18}\text{O}$ отмечали для корундов перидотитовых комплексов Бени-Бушера (Марокко), Ронда (Испания), Вал-Маленко (Италия) и ряда месторождения Чантабури Трат (Таиланд) [32–35]. Считается, что они образовались при температурах 800–1150°C и давлениях 10–25 кбар в верхней мантии [36].

Данные площадного опробования в пределах Хитоостровского проявления показывают, что наблюдается определенная зависимость обеднения минералов тяжелым изотопом кислорода от состава породы, ее положения в пределах самого проявления и в зональных телах. Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ получены в лейкократовых корундосодержащих породах — корунд-гранатовых плагиоклазитах (обр. КП-1, КП-2) с незначительным количеством амфибола и биотита, расположенных примерно в центральной части Хитоостровского корундового проявления. По мере уве-

Таблица 1. Изотопный состав кислорода и водорода в минералах Хитоостровского и Варацкого корундовых проявлений

№ образца, порода	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	δD , ‰
Хитоостровское проявление			
КП-1, корунд- биотит-гранат-амфиболовый плаггиоклазит	гранат	–26.0	не опр.
		–26.4	не опр.
		–25.7	не опр.
	плаггиоклаз	–19.9	не опр.
	биотит	–15.5	–77
КП-2, корунд- биотит гранат-амфиболовый плаггиоклазит	гранат	–25.7	не опр.
	лорунд	–22.5	не опр.
	плаггиоклаз	–21.4	не опр.
К-90\14, биотит-гранат-амфиболовый плаггиоклазит	амфибол	–20.0	–215
	плаггиоклаз	–23.1	не опр.
	биотит	–8.0	не опр.
К-90\23, апогипербазитовый амфиболит	амфибол	–21.4	–117
	плаггиоклаз	–20.1	не опр.
	биотит	–18.7	не опр.
К-152/1, гранатовый амфиболит	хлорит	7.0	–43
	гранат	–23.7	не опр.
К-90/1, кварц-амфибол-гранатовый плаггиоклазит	амфибол	–20.5	не опр.
	гранат	–22.1	не опр.
К-90/19, корунд-гранат-кианит-плаггиоклаз-биотитовая порода	гранат	–19.3	не опр.
	кианит	–20.0	не опр.
	плаггиоклаз серицитизир.	–15.9	не опр.
	плаггиоклаз неизмененный	–16.6	не опр.
К-91/1, гранатовый амфиболит	гранат	–8.9	не опр.
	гранат	–7.4	не опр.
	амфибол	–6.2	не опр.
Варацкое проявление			
К-227/3, гранат-корунд-дистен-амфиболовый плаггиоклазит	амфибол	–19.9	–214
	плаггиоклаз	–18.7	не опр.
	корунд	–18.8	не опр.
	ставролит	–18.9	не опр.
К-231/6, корунд-ставролит-амфиболовый плаггиоклазит	амфибол	–19.6	–216
	плаггиоклаз	–18.0	не опр.
	биотит	–16.8	не опр.
	корунд	–17.2	не опр.
	ставролит	–18.5	не опр.
К-226/4, гранатовый амфиболит	амфибол	–17.2	не опр.
	гранат	–18.6	не опр.
К-227/7, цоизитовый амфиболит	цоизит	–17.3	не опр.
	амфибол	–17.6	не опр.
К-226/2, корунд-ставролит-кианитовый плаггиоклазит	амфибол	–16.9	не опр.
	кианит	–18.9	не опр.
К-229/3, гранат-кианит-биотитовый плаггиогнейс	гранат	–17.3	не опр.
К-225/3, гранатовый граносиенит	гранат	–20.2	не опр.
К-231/5, цоизитовая порода с реликтами граната и амфибола	гранат	–19.4	не опр.
	амфибол	–15.8	не опр.
	цоизит	–17.7	не опр.

Таблица 2. Изотопный состав кислорода в минералах корундовых проявлений Нигрозера и Нотозера

№ образца, порода	Минерал	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (SMOW)}$
Нигрозера		
К-149/4, плагиоклаз-гранатовый амфиболит	гранат	-7.3
	амфибол	-4.5
К-80/3, габбро	гранат	5.4
Нотозера		
К-159/15, порода жедрит-гранатовая с корундом и ставролитом	амфибол	-1.8
	амфибол	-1.1
	корунд (вал)	-5.2
	корунд (центр)	-1.7
	корунд (край)	-1.5
К-159/18, корунд-ставролитовый амфиболовит	амфибол	-1.6
	ставролит	-1.8

Примечание. Образец К-149/4 из корундоносного проявления, образец К-80/3 из вмещающей чупинской толщи.

личения количества темноцветных минералов в зональных телах $\delta^{18}\text{O}$ в них растет. В минералах гранатовых амфиболитов (обр. К-91/1) краевой части проявления $\delta^{18}\text{O}$ в минералах на 14–17‰ выше, чем в соответствующих минералах лейкократовых плагиоклазитов. Эти закономерности являются либо отражением неравномерного обогащения протолита легким изотопом кислорода, либо проявлением метасоматической зональности, которая обуславливает разную степень переработки первичной породы изотопно-легкими растворами.

МЕТАМОРФИЗМ

Оценка P - T условий образования минеральных ассоциаций может быть выполнена с большими приближениями. Температура по гранат-амфиболовым геотермометрам [39] колеблется в интервале 670–740°C, что несколько выше интервала температур (650–700°C), определенного в [40] для аналогичных пород. Расчеты условий образования корундоносных пород на основе метода минимизации термодинамического потенциала с помощью программного комплекса “Селектор-С” [41] показали, что температура должна быть не менее 720°C, а давление не ниже 10 кбар. Только при таких условиях набор и составы расчетных минералов соответствуют природным ассоциациям.

В то же время, температуры образования минералов, рассчитанные по изотопным данным [13, 14, 20] колеблются в интервале 350–470°C, что существенно ниже, чем дают минеральные геотермометры и метод минимизации термодинамического потенциала. Вполне вероятно, что низкие температуры связаны со вторичными низкотемпературными изменениями. Этот процесс проявился в виде серицитизации плагиоклаза, замещении амфибола и биотита гидрослюдами и хлоритом. Разница изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$ между разными минералами из одной породы иногда варьирует в интервале от 3‰ до 10‰.

Отсутствие реакций между первичными минералами свидетельствует о термодинамическом равновесии и возможном влиянии наложенных низкотемпературных вторичных изменений.

Гранаты и корунды являются минералами достаточно устойчивыми к таким изменениям и поэтому характеризуются наиболее отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$. Плагиоклазы, амфиболы и слюды более подвержены вторичным изменениям и в них первичные соотношения изотопов часто нарушены. Например, δD не измененного и

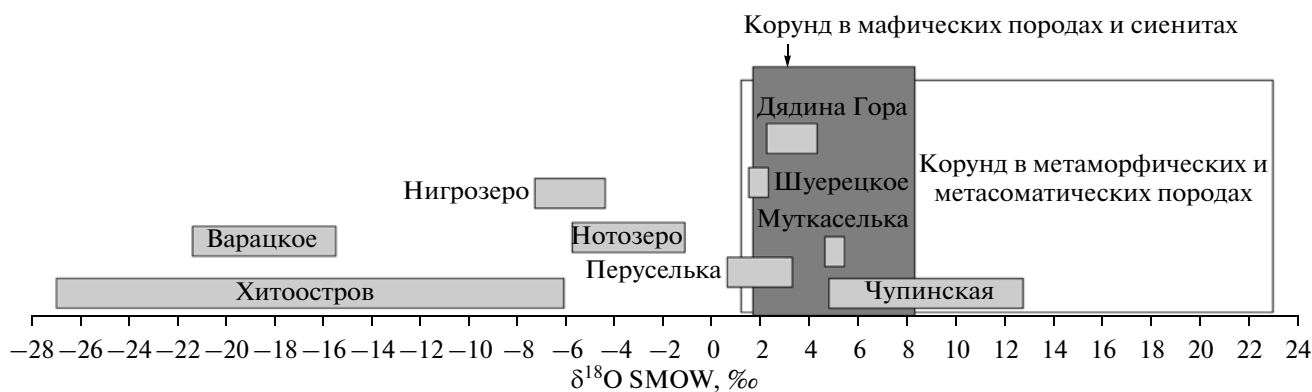


Рис. 2. $\delta^{18}\text{O}$ SMOW в минералах корундоносных пород северной Карелии. Поля корундов мафических, метаморфических и метасоматических пород по [37, 38].

Таблица 3. Изотопный состав кислорода и водорода в минералах корундовых проявлений Дядина Гора, Перуселька, Шуерецкого месторождения граната, вмещающей чупинской толщи и гранулитов г. Муткаселька

№ образца, порода	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	δD , ‰
Дядина Гора			
Кр11-17, корундовый амфиболит	корунд, центр	0.4	не опр.
	корунд, край	0.8	не опр.
	амфибол	3.1	не опр.
К-237\11, плагиоклаз-гранат-кианит-корундовый амфиболит	амфибол	2.1	–78
	корунд	2.5	не опр.
Шуерецкое			
К-107/14, кварц-жедрит-гранатовая порода	гранат	1.7	не опр.
	амфибол	2.2	не опр.
Перуселька			
К-111/14, корунд-плагиоклазовый амфиболит	амфибол	3.0	не опр.
К-112/4, корунд-кианитовый амфиболит	амфибол	2.8	не опр.
К-113/8, корунд-кианитовый амфиболит	корунд	0.6	не опр.
	амфибол	3.2	не опр.
Корундовый амфиболит	корунд	1.5	не опр.
Чупинская толща			
К-156/3, лейкократовый гранит	плагиоклаз	9.3	не опр.
	кварц	11.6	не опр.
К-154/1, гранат-биотитовый плагиогнейс	биотит	6.5	–75
	гранат	6.4	не опр.
К-158, гранатовый амфиболит (“габбро”)	биотит	4.9	–86
	гранат	5.6	не опр.
К-84/6, плагиомигматит дистен-биотит-гранатовый	кварц	12.4	не опр.
	дистен	8.7	не опр.
Гора Муткаселька			
К-115/19, гранат-пироксеновый гранулит	пироксен	5.0	не опр.

частично хлоритизированного амфибола из обр. К-90/14 различаются на 80‰ (табл. 1). Наиболее контрастно этот процесс проявлен в образце К-152/1, где неизменный гранат имеет отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ (–23.7‰), а хлорит, образовавшийся по слюде – положительные ($\delta^{18}\text{O} = +7\text{‰}$). Гранат здесь практически не изменен и сохранил свои первичные соотношения изотопов кислорода. В то же время темноцветный минерал полностью хлоритизирован и изотопный состав кислорода хлорита соответствует изотопному составу кислорода вмещающих пород чупинской толщи. По соотношению изотопов кислорода и водорода группа OH^- неизменных слюд и амфиболов из вмещающих пород (обр. К-158, К-154/1) попадает в поле магмогенных вод, что может свидетельствовать о магмогенной (вулканогенной) природе части протолита.

В некоторых других образцах (КП-1, К-90/23, К-90/14) замещение первичных минералов хлоритом произошло только частично, поэтому нарушения первичных изотопных соотношений менее значительны. В их трансформации участвовала, вероятно, метеорная вода, близкая по изотопному составу современным грунтовым водам Карелии и Скандинавии. Поэтому точки частично измененных слюд и амфиболов располагаются вблизи глобальной линии метеорных вод (рис. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Величины $\delta^{18}\text{O}$ водной фазы минералообразующего флюида, рассчитанные по [44, 45], для амфиболов при 600–700°C составляют –18...–19‰, а δD варьирует в интервале –193...–199‰. Учитывая, что в гранатах и корундах величина $\delta^{18}\text{O}$ более низкая, чем в амфиболах, степень обогащения

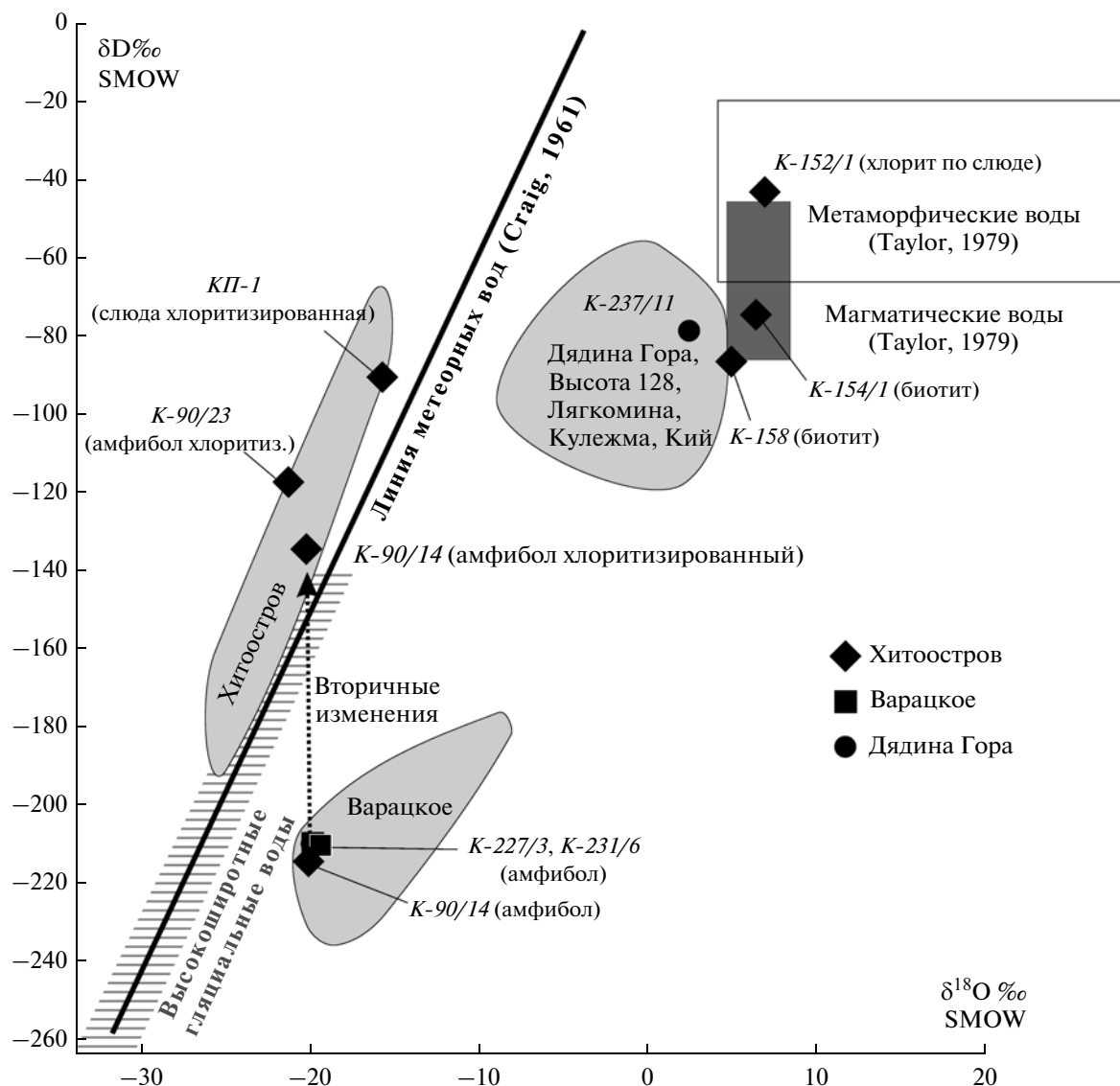


Рис. 3. Соотношение изотопов кислорода и водорода в водосодержащих минералах корундовых проявлений северной Карелии. Поля корундовых проявлений по [15, 16].

легким изотопом кислорода в воде флюида должна быть еще значительнее — $\delta^{18}\text{O} \approx -27\text{‰} \dots -30\text{‰}$. При этом объем воды должен быть как минимум в два-три раза больше, чем объем трансформируемой породы, первичный изотопный состав кислорода которой представлен в чупинской толще ($\delta^{18}\text{O} = +5\text{‰} \dots +12\text{‰}$). Поэтому предположение о фрагментах древних кор выветривания, содержащих метеорный флюид, обогащенный “легким” кислородом, не реально. Более правдоподобной представляется концепция гидротермальных пропилитов, подвергшихся высокоградному метаморфизму.

Показательным примером является состав изотопов кислорода во вторичных минералах и из-

мененных голоценовых базальтах Исландии, вскрытых скважинами глубокого бурения. По данным К. Hattori и К. Muehlenbachs (1982), гидротермально измененные базальты Исландии имеют значение $\delta^{18}\text{O}$ менее -10‰ относительно SMOW, а во вторичном эпидоте из этих пород значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются в интервале $-11.8\text{‰} \dots -12.7\text{‰}$. Полагают, что в гидротермальном флюиде принимали участие метеорные воды, имеющие в Исландии изотопные значения $\delta^{18}\text{O}$ от -8 до -11‰ [2].

Следует учитывать, что чем ниже температура обмена вода-порода, тем более отрицательное значение соотношения изотопов кислорода и водорода в воде. Как показал П. Арон [46], четвертичные карбонатные осадки Антарктиды, отлагающиеся из

холодных гляциальных вод, имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервале $-14.1\text{...}-17.3\text{‰}$ относительно SMOW. Расчетное изотопное соотношение кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в талой ледниковой воде в этом случае колеблется в интервале $-47.2\text{...}-50.3\text{‰}$

Современные геотермальные воды средних и приполярных широт Земли для этого не достаточно обогащены изотопом ^{16}O . Например, для термальных вод Сихоте-Алиня отмечаются вариации $\delta^{18}\text{O}$ в интервале $-10.8\text{...}-18.8\text{‰}$ [47]. Горячие термальные воды Чукотки, для которых постулируется смешение поверхностных и гляциальных вод, образовавшихся в результате таяния ископаемых льдов, также не достаточно обогащены легкими изотопами кислорода и водорода, достигая всего лишь значений $\delta^{18}\text{O} = -17.6\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -134.2\text{‰}$, при температуре чуть ниже 100°C [48].

Только флюид, полностью сформированный из талых снежно-ледниковых вод, может обладать необходимым изотопным составом кислорода и водорода. Причем в современных условиях такие воды могут образоваться только в полярных условиях. Для льда и снежно-ледниковых вод Гренландии и Антарктиды описаны очень низкие (менее -60‰) значения $\delta^{18}\text{O}$ [49]. Однако, в периоды глобальных оледенений подобные условия могли наблюдаться и гораздо ближе к экватору. В голоценовых ископаемых льдах Восточной Сибири, например, $\delta^{18}\text{O}$ достигает значений -29.2‰ [50, 51].

Как уже говорилось ранее, аномалия образовалась в период 2.45–1.8 млрд лет. По палеомагнитным данным территории Кольского и Карельского геоблоков находились в это время в умеренных широтах [52], далеко от полярных областей. Однако в начале этого периода установлено глобальное палеопротерозойское оледенение, пик которого приходится на 2.3 млрд лет. [53]

Мы полагаем, что обсуждаемые экстремально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в корундах и сопутствующих минералах не являются прямым следствием корундоносного метаморфического процесса как такового. Об этом свидетельствуют широкие вариации этих показателей в породах региона. Аномальные значения, скорее всего, унаследованы от гляциальных вод, которые участвовали в локальных гидротермальных изменениях вулканогенно-осадочного протолита при вулканической деятельности в дометаморфический период. Вероятно, свекофенские глиноземистые корундоносные плагиоклазиты были сформированы по метасоматизированным палеопротерозойским породам, образовавшимся в малоглубинной зоне фумарольного поля под ледником. Подобные поля широко распространены в современных вулканических областях (например, на Камчатке или в Исландии). Обогащение легкими изотопами кислорода и водорода всех минералов корундовых

проявлений свидетельствует о полном преобразовании их мезо-неоархейского субстрата в низкотемпературные глиноземистые метасоматиты в палеопротерозое. Для этого был необходим достаточно большой объем талой воды, а гидротермальная ячейка должна была действовать длительное время в одном месте. Этот локальный метасоматоз, вероятно, происходил в период древнейшего гуронского оледенения, пик которого приходится на 2.3 млрд лет. В дальнейшем метасоматические породы подверглись высокобарному свекофенскому (1.9–1.8 млрд лет) метаморфизму, который и привел к образованию минеральных парагенезисов с участием корунда.

Заключение. Приведенные данные показывают, что протолит корундовых месторождений Хитостровского, Варацкого, Нигрозера и Нотозера образовался в результате метасоматоза в малоглубинной зоне фумарольного поля при участии гляциальных вод, что определило аномально легкий состав кислорода в минералах. В то же время, часть корундоносных проявлений (Дядина Гора, Перуселька), по изотопии кислорода аналогичны корундовым проявлениям, образовавшимся в ультраосновных породах и сиенитах. В их формировании влияние гляциальных вод не отмечается. Окончательное образование корундоносных пород происходило при высокоградном свекофенском (1.9–1.8 млрд лет) метаморфизме.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00371-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Faure G. Principles of Isotope Geology. 2-nd edition, New York: John Wiley & Sons, 1986. 464 p.
2. Hattori K., Muehlenbachs K. Oxygen Isotope Ratios of the Icelandic Crust // J Geophysical Res. 1982. V. 87. № B8. P. 6559–6565.
3. Bindeman I.N., Brooks C.K., McBirney A.R., Taylor H.P., The Low- $\delta^{18}\text{O}$ Late-Stage Ferrodiorite Magmas in the Skaergaard Intrusion: Result of Liquid Immiscibility, Thermal Metamorphism, or Meteoric Water Incorporation into Magma? // J. Geology. 2008. V. 116. P. 571–586.
4. Pope E.C., Bird D.K., Arnorsson S., Fridriksson Th., Elders W.A., Fridleifsson G.O. Isotopic constraints on ice age fluids in active geothermal systems: Reykjanes, Iceland // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 4468–4488.
5. Blattner P., Grindley G.W., Adams C.J. Low- $\delta^{18}\text{O}$ terranes tracking Mesozoic polar climates in the South Pacific. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 3. P. 569–576.
6. Zheng Y.-F., Fu B., Li Y., Xiao Y., Li Sh. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ultrahigh-pressure eclogites from the Dabie Mountains and the Sulu terrane // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 155. P. 113–129.
7. Zheng Y.-F., Wu Y.-B., Chen F.K., Gong B., Li L. and Zhao Z.-F. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ^{18}O depletion event in igneous rocks

- during the Neoproterozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68. P. 4145–4165.
8. Masago H., Rumble D., Ernst W.G., Parkinson C.D., Maruyama, S., Low $\delta^{18}\text{O}$ eclogites from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorphic Geology*. 2003. V. 21. P. 579–587.
 9. Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В. Особенности изотопного состава кислорода корундов и ассоциирующих минералов северной Карелии. // *Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. 12–15 ноября Петрозаводск, 2007 г.* С. 469–472.
 10. Krylov D.P. O^{18} depletion in corundum bearing rocks from North Karelija (the Baltic Shield) // *Water-rock interaction 12 Eds. Bullen T.D., Wang Y.* London: Taylor and Francis Group, 2007. P. 87–89.
 11. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Яковенко В.В., Карабцов А.А. Аномально легкий изотопный состав кислорода минералов корундоносных образований северной Карелии // *Докл. РАН*. 2008. Т. 423. № 1. С. 85–88.
 12. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И., Будницкий С.Ю., Веливецкая Т.А. Новые данные по стабильным изотопам минералов корундоносных образований Северной Карелии (Россия) // *Докл. РАН*. 2011. Т. 439. № 1. С. 95–98.
 13. Крылов Д.П. Аномальные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в корундосодержащих породах Хитоострова (Северная Карелия) // *Докл. РАН*. 2008. Т. 419. № 4. С. 533–536.
 14. Устинов В.И., Бакшеев И.А., Серебряков Н.С. Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов корундосодержащих метасоматитов Хитоостровского и Варацкого проявлений, Северная Карелия // *Геохимия*. 2008. № 11. С. 1245–1248.
 15. Bindeman I.N., Schmitt A.K., Evans D.A.D. Limits of hydrosphere-lithosphere interaction: Origin of the lowest-known $\delta^{18}\text{O}$ silicate rock on Earth in the Paleoproterozoic Karelian rift // *Geology*. 2010. V. 38. № 7. P. 631–634.
 16. Bindeman I.N., Serebryakov N.S. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably ^{18}O depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // *Earth and Planet. Sci. Let.* 2011. V. 306. P. 163–174.
 17. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 3. С. 227–244.
 18. Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинов О.А., Пресняков С.Л. Первое локальное Th-U-Pb датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // *Докл. РАН*. 2007. Т. 413. № 3. С. 388–392.
 19. Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. Изотопный состав кислорода и природа флюида при образовании высокоглиноземистых корундосодержащих пород Дядиной горы (северная Карелия) // *Докл. РАН*. 2007. Т. 412. № 5. С. 679–681.
 20. Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. Возраст и происхождение корундосодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 1. С. 80–88.
 21. Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A. A laser GC-IRMS technique for determination of hydrogen isotope ratios from microgram quantities hydrous minerals. 2009, Abstract Book European Society for Isotope Research X Isotope Workshop, p. 101.
 22. Миллер Ю.В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // *Вестник СПбГУ. Сер. 7*. 1997. Вып. 3 (21). С. 28–40.
 23. Мыскова Е.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // *Литология и полезные ископаемые*. 2000. № 6. С. 653–664.
 24. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в северо-западном Беломорье // *Изв. ВУЗов. Геология и разведка*. 1991. № 6. С. 3–13.
 25. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2005, 340 с.
 26. Терехов Е.Н. Особенности распределения редкоземельных элементов в корундосодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // *Геохимия*. 2007. № 4. С. 411–428.
 27. Классификация и номенклатура метаморфических пород. Новосибирск: Наука, 1992. 205 с.
 28. Серебряков Н.С., Русинов В.Л., Высокотемпературный высокобарный кальций-натриевый метасоматизм и корундообразование в докембрийском Беломорском подвижном поясе (Карелия) // *Докл. РАН*. 2004. Т. 395. № 4. С. 529–533.
 29. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
 30. Левченков О.А., Володичев О.И., Зингер Т.Ф., Яковлева С.З., Макеев А.Ф., Шулешко И.К., Кевлич В.И. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // *Докл. РАН*. 2001. Т. 377. № 2. С. 235–238.
 31. Степанов В.С. Основы магматизма докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
 32. Kornprobst J., Piboule M., Roden M., Tabit A. Corundum-bearing garnet clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco): original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle? // *J. Petrol.* 1990. V. 31. P. 717–745.
 33. Muntener O., Hermann J. The Val Malenco lower crust–upper mantle complex and its field relations (Italian Alps) // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1996. V. 76. P. 475–500.
 34. Morishita T., Arai S., Gervilla F. High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- and corundum-bearing mineral assemblages // *Lithos*. 2001. V. 57. P. 143–161.
 35. Tzen-Fu Yui, Chao-Ming Wu, Phisit Limtrakun, Weerapan Sricharn, Apichet Boonsoong Oxygen isotope studies on placer sapphire and ruby in the Chanthaburi-Trat

- alkali basaltic gemfield, Thailand // *Lithos*. 2005. V. 86. P. 197–211.
36. *Sutthirath C., Saminpanya S., Droop G.T.R., Henderson C.M.B., Manning D.A.C.* Clinopyroxene–corundum assemblages from alkali basalt and alluvium, eastern Thailand: constraints on the origin of Thai rubies // *Mineral. Mag.* 2001. V. 65. P. 277–295.
37. *Giuliani G., Fallic A., Garnier V., France-Lanord C., Ohnenstetter D., Schwarz D.* Oxygen isotope composition as a tracer for the origins of rubies and sapphires // *Geology*. 2005. V. 33. P. 249–252.
38. *Sutherland F.L., Zaw K., Meffre S., Giuliani G., Fallick A.E., Graham I.T., Webb G.B.* Gem-corundum megacrysts from east Australian basalt fields: trace elements, oxygen isotopes and origins // *Australian J. Earth Sci.* 2009. V. 56. № 7. P. 1003–1022.
39. *Graham C.M., Powell R.* A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California // *J. Metamorphic Geol.* 1984. V. 2. P. 13–31.
40. *Серебряков Н.С., Аристов В.В.* Условия локализации проявлений коллекционного корунда в породах чупинской толщи беломорского комплекса Северной Карелии // *Изв. вузов. Геол. разв.* 2004. № 4. С. 36–42.
41. *Авченко О.В., Высоцкий С.В., Чудненко К.В.* Опыт моделирования реакции гранат-ортопироксен-шпинель-плаггиоклаз методом минимизации термодинамического потенциала // *Докл. РАН*. 2007. Т. 415. № 1. 87–90.
42. *Craig H.I.* Isotopic variations in meteoric waters // *Science*. 1961. № 133. P. 1702–1703.
43. *Taylor HP, Jr.* Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes HL, editor. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd ed. New York: John Wiley and Sons, 1979. P. 236–277.
44. *Suzuoki T., Epstein S.* Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. P. 1229–1240.
45. *Zheng Y.-F.* Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. P. 247–263.
46. *Aharon P.* Oxygen, carbon and U-series isotopes of aragonites from Vestfold Hills, Antarctica: Clues to geochemical processes in subglacial environments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. V. 52. P. 2321–2331.
47. *Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Chudaeva V.A.* Low-temperature geothermal waters of continental margin of Far East of Russia / *Proceedings of the 12th international symposium on WRI-12* A. Balkema Publishers. 2007. P. 481–484.
48. *Hoefs J.* Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer, 1997.
49. *Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л.* Изотопный состав воды гидротерм Чукотки. // *Литоология и полезные ископаемые*. 2008. № 5. С. 480–504.
50. *Васильчук Ю.К.* Изотопно-кислородный состав подземных льдов. Т. 1. М: РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992. 420 с.
51. *Васильчук Ю.К., Котляков В.М.* Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 614 с.
52. *Evans D.A.D., Pisarevsky S.A.*, Plate tectonics on the early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence. In: *Condie, K., Pease, V. (Eds.), When Did Plate Tectonics Begin?* // *Geological Society of America Special Paper*. 2008. V. 440. P. 249–263.
53. *Tarling D. H.* The geological-geophysical framework of ice ages / In: *Climatic change* (Ed. by J. Gribbin). Cambridge Univ. Press, 1978.